جغرافیا و مخاطرات محیطی، شماره هفدهم، بهار ۱۳۹۵

صص ۱۱۹-۱۰۵

تحلیل و شناسایی الگوهای همدیدی توفان‌های گردوغبار غرب ایران

ام السلمه بابایی فینی- استادیار اقلیم‌شناسی، دانشگاه پیام نور، تهران، ایران
طاهر صفرراد- استادیار اقلیم‌شناسی، دانشگاه مازندران، بابلسر، ایران
مصطفی کریمی[۱]- استادیار اقلیم‌شناسی، دانشگاه تهران، تهران، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹٤/۷/۲۸ تاریخ تصویب: ۱۳۹۵/۳/۲٤

چکیده

پژوهش حاضر به‌منظور شناسایی الگوهای همدیدی مؤثر در ایجاد توفان‌های گردوغبار با استفاده از داده فراوانی روزهای گردوغباری (سازمان هواشناسی) و داده‌های شبکه‌ای روزانه شامل فشار سطح دریا، ارتفاع ژئوپتانسیل، بردارهای مداری و نصف‌النهاری باد از مرکز ملی پیش‌بینی‌های محیطی (NCEP) با قدرت تفکیک مکانی ۲/۵ درجه طول و عرض جغرافیایی در دوره زمانی ۱۹۸۹ تا ۲۰۱۰ در منطقه غرب کشور انجام گرفته است. جهت بررسی نرمال بودن داده‌های فراوانی روزهای گردوغباری از آزمون کلموگروف – اسمیرنف و برای بررسی تفاوت میانگین‌ها از آزمون تی با دو نمونه مستقل و تفسیر نتایج آن از آزمون لِون استفاده شده است و نتایج آزمون بیانگر بیشتر بودن میانگین فراوانی گردوغبار در دوره گرم، نسبت به دوره سرد است که این تفاوت در سطح ۹۵ درصد معنادار بود. با تأیید تفاوت معناداری فراوانی داده‌های گردوغبار در دوره گرم و سرد سال، الگوهای همدیدی شکل‌دهنده ٤۰ مورد گردوغبار طی سال‌های ۲۰۰۰ تا ۲۰۱۰ مورد بررسی قرار گرفتند. نتایج نشان داد که سازوکار-های ایجادکنندهٔ گردوغبار نیز در این دو فصل متمایز از همدیگر هستند. در فصل سرد با توجه به تنوع بیشتر الگوهای گردش جو و سامانه‌هایی که خاورمیانه را تحت تأثیر قرار می‌دهند، ۲ الگوی کلی براساس استقرار یک کم ارتفاع یا پر ارتفاع در سمت غربِ کم ارتفاع شمالی و پر ارتفاع جنوبی سبب رخداد گردوغبار می‌شوند؛ حال‌آنکه در فصل گرم همزمان با استقرار پرفشار جنب حاره روی ایران، تشکیل کم‌فشار حرارتی بر روی کانون‌های گردوغبار و استقرار یک کم ارتفاع در تراز ۸۵۰ ه.پ بر فراز آن سبب همگرایی جریان هوا در سطح زمین و متعاقباً برداشت ذرات خاک می‌گردد که همراه جریان‌های جنوب غربی جلوی ناوه وارد غرب ایران می‌شوند.

کلیدواژه‌ها: گردوغبار، الگوهای همدید، خاورمیانه، غرب ایران.

۱ نویسنده مسئول ۰۲۱-٦١١١٣٥٢٢

Email: Mostafakarimi.a@ut.ac.ir

۱. مقدمه

توفان‌های گردوغبار از پدیده‌های مهم جوّی هستند که به دلیل ورود ذرات معلق خاک و غبار به درون جو آثار بسیار مهمی را در زمینه‌های زیست‌محیطی، بهداشتی و فعالیت‌های اقتصادی و اجتماعی دارند. اندازه‌گیری‌های ایستگاه‌های زمینی و ماهواره‌ای نشان‌دهنده این است که ذرات توفان گردوغبار برای مدت بسیار طولانی در جو باقی می‌مانند و می‌توانند به‌وسیله جریان باد صدها کیلومتر از مبدأ خود دور شوند و تأثیرات مخربی برجای گذارند. این پدیده یکی از زیان‌بارترین بلایای طبیعی مناطق خشک و نیمه‌خشک جهان است که مشکلات محیطی عدیده‌ای را در این نواحی به وجود می‌آورد (خوش‌کیش و همکاران، ۱۳۹۰: ۹۲). به دلیل موقعیت جغرافیایی ایران در کمربند خشک و نیمه‌خشک جهان، این کشور مکرراً در معرض سیستم‌های گردوغبار محلی و منطقه‌ای قرار می‌گیرد.

به بادهایی که با سرعت زیاد در مدت کوتاهی می‌وزند توفان می‌گویند، توفان‌ها با هوای ناپایدار همراه هستند. اگر هوای ناپایدار دارای رطوبت باشد توفان رعدوبرق و اگر خشک باشد توفان گردوغبار نامیده می‌شود (امیدوار، ۱۳۹۰: ۱۵٦). براساس توافق سازمان هواشناسی جهانی اگر در ایستگاهی سرعت باد از ۱۵ متر در ثانیه تجاوز کند و دید افقی به کمتر از یک کیلومتر برسد، توفان گردوغبار رخ می‌دهد (امیدوار، ۱۳۹۰: ۱۵۸).

توفان‌های گردوغبار با داده‌ها و روش‌های متفاوتی مطالعه می‌شوند که یکی از این روش‌ها مطالعه همدیدی – دینامیکی این پدیده است (اسمیرنو و همکاران[1]، ۱۹۹۳، هامیش و همکاران[2]، ۲۰۰۱، ویهونگ و همکاران[3]، ۲۰۰۱، یانگ و همکاران[4]، ۲۰۰۷، ذوالفقاری و عابدزاده، ۱۳۸٤، امیدوار، ۱۳۸۵، طاوسی و همکاران، ۱۳۸۹، خوش کیش و همکاران، ۱۳۹۰، کریمی و شکوهی،۱۳۹۰: ۱۱۷، ملکوتی و حسینی، ۱۳۹۳: ٦۵).

با توجه به شرایط شکل‌گیری توفان‌های گردوغبار زمین‌های بدون پوشش مناطق بیابانی جهان (صحرای آفریقا، بیابان‌های خاورمیانه، چین، استرالیا و ایالات‌متحده امریکا) مستعد وقوع چنین توفان‌هایی هستند. نیروی ایجادکننده توفان‌های گردوغبار می‌تواند از سامانه‌های اقیانوسی همانند هاریکن‌ها در منطقه اطلس شمالی منشأ بگیرد (واو[5] ۲۰۰۷). یا به علت اختلاف شیو فشار زیاد بین دو منطقه عامل بروز این پدیده، توفان‌های ماسه‌ای نادری که از صحرا منشأ گرفته و به منطقه شمالگان برسند (بارکان و آلپرت[6]، ۲۰۱۰: ۲۱۰).

1 Smirnov
2 Hamish
3 Weihong
4 Yang
5 Wu
6 Barkan and Alpert

یانگ و همکاران[1] ۲۰۰۷ توفان شن و ماسه‌ای سال ۲۰۰٦ چین را در ارتباط با الگوی گردش جوی در بادهای غربی، رودباد قطبی و تغییرات چرخندگی بررسی کردند. نتایج آن ناهنجاری قابل توجهی را در مقایسه با سال‌های عادی نشان داد. ماو و همکاران[2] ۲۰۱۱ تأثیر نوسان شمالگان بر روی فعالیت سامانه‌های گردوغبار در شمال شرق آسیا را بررسی و به رابطه معناداری بین نوسان شمالگان و گردوغبارها پی بردند. توفان‌های گردوغبار و ماسه بارگذاری شده در منطقه سیستان ایران نشان‌دهنده ارتباط قوی بین مقدار ماسه حمل شده و سرعت- جهت باد و منطقه منشأ می‌باشد (راشکی، ۲۰۱۲: ۵۱). با بررسی همدید انرژی باد در منطقه سیستان (ایستگاه زابل) مشخص شد که بین رژیم باد در ایستگاه زابل و توزیع فشار سطح دریا و الگوهای هوا در لایه‌های ۸۵۰، ۷۰۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال ارتباط وجود دارد (گندمکار، ۱۳۸۸: ۱۷۹-۱۷۸). نوحه‌گر و همکاران (۱۳۹۲: ۸۹) روند صعودی طوفان‌های گردوغبار طی سال‌های ۱۹۸٦ تا ۲۰۰۹ را نشان دادند و چنین نتیجه گرفتند که همزمان با افزایش وقوع طوفان‌ها، باد غربی با فراوانی بیشتری به وقوع پیوسته است و لزوماً گردوغبارها با بادهای شدیدتر رخ نداده‌اند. مطالعه نقش شیو فشاری و ناوه ۸۵۰ هکتوپاسکالی در ایجاد و انتقال پدیده گردوغبار تابستانی نیمه غربی نشان داد که مهم‌ترین عامل در ایجاد توفان‌های گردوخاک در منطقه عراق، وجود گرادیان‌های فشاری از مرکز عراق تا مرکز سوریه و از شمال عراق تا شمال ترکیه می‌باشد. همچنین مشخص شد که در مدت وقوع و تداوم پدیده، وجود ناوه ۵۰۰ هکتوپاسکالی بر روی عراق لازم است (کریمی و شکوهی،۱۳۹۰: ۱۲۵، میهن‌پرست و همکاران، ۱۳۸۸) و گرادیان فشاری غرب ایران (رشته‌کوه زاگرس) در ایجاد پدیده فوق نقشی ندارد (میهن‌پرست و همکاران، ۱۳۸۸: ۱) و مقایسه روزهای آغازین توفان‌ها با روز اوج هر توفان در نقشه تراز دریا، نشانگر نزدیک شدن همزمان دو سامانه کم‌فشار ایران – پاکستان و سامانه پرفشار آزور به ترتیب از شرق و غرب منطقه مورد مطالعه است (براتی و همکاران، ۱۳۹۰: ۵۱-۵۰). بررسی سینوپتیکی و دینامیکی گردوغبار چهاردهم تا هفدهم تیرماه ۱۳۸۸ کشور نشان داد در تاریخ‌های فوق، ذرات گردوغبار از جنوب‌غرب تا شمال شرق گسترش و در بسیاری از نقاط دید افقی به کمتر از یک کیلومتر و یا ۲۰۰ متر کاهش و میزان غلظت آلاینده ذرات گردوغبار به پنج برابر استاندارد جهانی افزایش یافت (ذوالفقاری و هاشمی، ۱۳۸۹: ۱). نقش همگرایی سامانه‌های فشار بر رخداد توفان‌های گردوغباری خوزستان نشانگر وقوع ۲۸۸ توفان بوده که همگی در دوره گرم سال رخ داده است. نتایج بررسی همدید توفان گردوغبار تیر ماه ۱۳۸۸ حاکی از استقرار یک سامانه کم فشار بر منطقه خاورمیانه و تقویت شرایط ناپایداری در سطح بیابان‌ها و همچنین تأثیر هماهنگ یک موج کم فشار دینامیک بر فراز جو منطقه می‌باشد که زمینه مناسب را برای انتقال ریزگردها به جو منطقه فراهم می‌آورد. (ذوالفقاری و

1 Yang
2 Mao

همکاران،۱۳۹۰: ۱۷، کریمی و شکوهی، ۱۳۹۰: ۱۲۹، شمسی‌پور و صفرراد، ۱۳۹۱: ۱۲۱). رنجبر و عزیزی (۱۳۹۱: ۷۳) به شناسایی چشمه‌های تولید گردوغبار و مسیر حرکت ذرات معلق طوفان جولای ۲۰۰۹ پرداختند. نتایج نشان داد که چشمه اصلی تولید گردوغبار شرق سوریه و شمال غرب عراق می‌باشد و الگوهای جوی مؤثر بر آن عبارت‌اند از سامانهٔ کم فشار گرمایی از مرکز ایران تا شما عراق و سامانهٔ پرفشار از دریای سیاه تا دریای خزر است. محمدی مرادیان و حسین‌زاده (۱۳۹٤: ۵۲-۵۳) با بهره‌گیری از مدل جریانی HYSPLIT به روش پسگرد، سه مسیر کلی انتقال ذرات غبار به مشهد را تشخیص دادند. مسیر اصلی، شمال‌شرق – جنوب‌غرب بوده و در دوره گرم سال، گردوغبار را از بیابان‌های ترکمنستان و آسیای مرکزی به مشهد وارد می‌کند. مسیر دوم، شمال‌غرب – جنوب‌شرق بوده و در دوره سرد سال فراوانی بیشتری داشته و مسیر سوم، جنوب‌غربی – شمال‌شرقی بوده که در دوره سرد سال از فراوانی کمتری برخوردار بوده است. در چند سال اخیر که با فراوانی وقوع توفان‌های گردوغبار روبرو بوده‌ایم مطالعه این پدیده به‌خصوص برای توفان‌های نیمه غربی کشور و آن‌هایی که از مرزهای پیرامونی غرب سرچشمه گرفته‌اند خود مؤید اهمیت این پدیده در تمام ابعاد زندگی ساکنان این سرزمین است. تحقیق حاضر کوشش دارد که بعد از شناسایی توفان‌های گردوغباری بزرگ شکل‌گرفته در دوره زمانی ۱۹۸۵ تا ۲۰۰۵، الگوی گردش جو و شرایط سطح زمین شکل‌دهنده آن‌ها را از منظر مکانی و زمانی بررسی نماید.

۲. منطقه مورد مطالعه

با توجه به سیر صعودی وقوع پدید گردوغبار در غرب ایران، منطقه مذکور جهت انجام تحقیق انتخاب گردید. منطقه یاد شده در جنوب از سواحل شمالی خلیج‌فارس از عرض جغرافیایی ۳۰ درجه شمال تا مرزهای شمال-شمال غربی ایران را پوشش می‌دهد (شکل ۱).

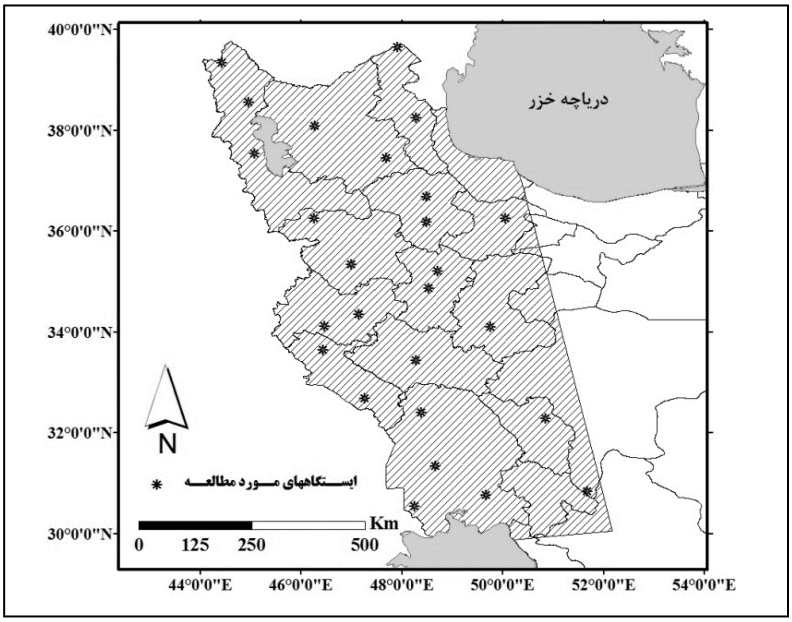
۳. مواد و روش‌ها

جهت انجام پژوهش پیش رو، داده‌های فراوانی گردوغبار (داده‌های گردوغبار با کد دیده‌بانی ٦، شکل ۱) و فشار استانداردشده سطح دریا برای سطح زمین به ترتیب از سازمان هواشناسی کشور و سازمان ملی اقیانوسی – جوی[1] استخراج شدند.

داده‌های ارتفاع ژئوپتانسیل متر، مؤلفه مداری و نصف‌النهاری باد در سطح ۸۵۰ میلی‌باری نیز از سازمان ملی اقیانوسی – جوی گردآوری شدند. این داده‌ها با قدرت تفکیک مکانی ۲/۵ درجه طول و عرض جغرافیایی به‌صورت میانگین روزانه می‌باشند. داده‌های مذکور، نسخه دوم داده‌های بازکاوی شده مرکز ملی

1 National Oceanic and Atmospheric Administration

پیش‌بینی‌های محیطی[1] هستند که این داده‌ها نسخهٔ بهبودیافتهٔ داده‌های ویـرایش اول داده‌هـای بازکـاوی شـده همان مرکز[2] می‌باشند که خطای آن‌ها بر طرف شده است.



شکل ۱ پراکنش ایستگاه‌های مورد مطالعه در تحقیق

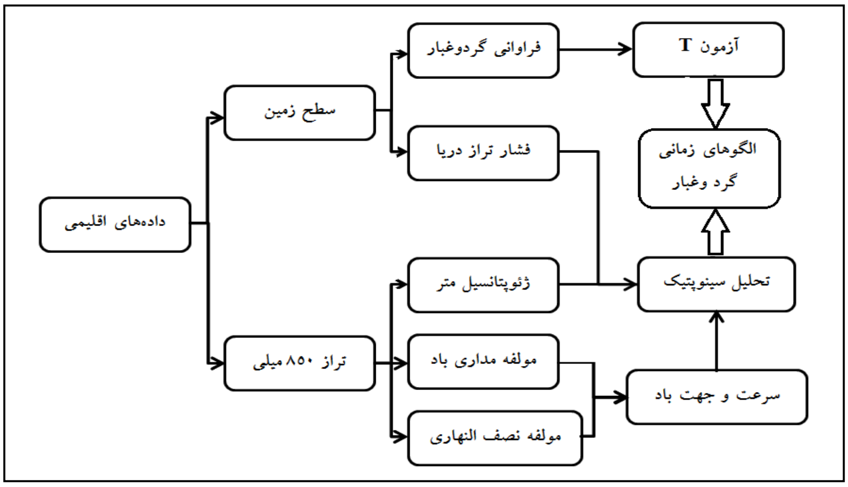
بررسی تفاوت معنادار در میانگین فراوانی گردوغبارهای رخ داده در نیمـه غربـی کشـور طـی سـال‌هـای ۱۹۸۹ تا ۲۰۰۵ با بهره‌گیری از آزمون تی[3] با دو نمونه مستقل[4] انجام شد پیش‌نیاز انجـام ایـن آزمـون بررسـی نرمال بودن داده‌های فراوانی گردوغبار می‌باشد زیرا در صورت نرمال نبـودن فراوانـی گردوغبارهـای رخ داده بایستی از معادل ناپارامتری آن آزمون یعنی یو من – وایت نی[5] اسـتفاده گـردد. جهـت بررسـی نرمـال بـودن داده‌ها از آزمون کلموگروف – اسمیرنف[6] بهره گرفته شد.

بعد از آزمون فرضیه‌های تفاوتی (مقایسه‌ای)، دوره‌های زمانی متمایز به لحـاظ وقـوع فراوانـی گردوغبـار مشخص شدند سپس گردوغبارهای بزرگ رخداده طی سال‌های ۲۰۰۰ تا ۲۰۱۰ که در سایت سازمان فضـایی و هوانوردی ملی آمریکا[7] ثبت شده بودند استخراج گردیدند. تحلیل همدیدی ۴۰ رخداد گردوغبار ثبت شـده در ۱۱ سال اخیر با در نظر گرفتن دورهای متمایز (محاسبه شده در بخش آزمون فرضیه‌هـای تفـاوتی)، منجـر به ارائه الگوهای ایجاد گردوغبار طی دوره‌های گرم (آوریل تا سپتامبر) و سرد (اکتبر تا مارس) شدند.

---

1 NCEP-DOE Reanalysis 2
2 NCEP Reanalysis I
3 T-test
4 Independent-Samples T Test
5 Mann-Whitney U Test
6 One Sample Kolmogorov-Smirnov Test
7 NASA (National Aeronautics and Space Administration)

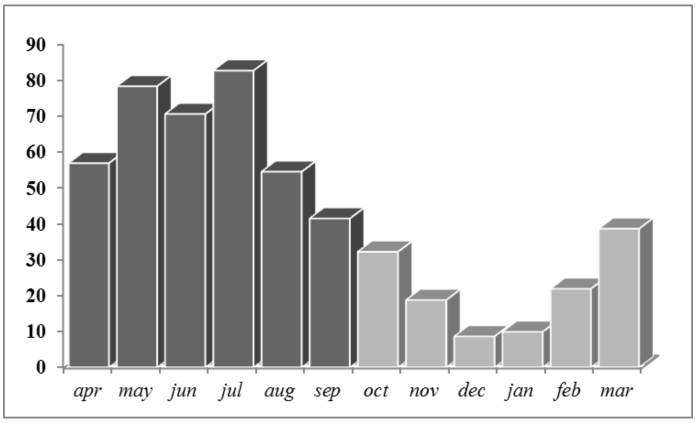
روند انجام پژوهش در شکل ۲ نشان داده شده است.



شکل۲ فرایند انجام پژوهش به‌صورت شماتیک

٤. بحث و نتایج

میانگین ماهانه گردوغبار در غرب ایران بیانگر حداکثر فراوانی وقوع گردوغبار در ماه‌های آوریل تا سپتامبر است و برعکس در سایر ماه‌ها فراوانی رخداد این پدیده کاهش می‌یابد (شکل ۲).



شکل ۲ میانگین فراوانی گردوغبار در ایستگاه‌های غرب ایران طی ماه‌های مختلف سال

جهت بررسی وجود تفاوت در فراوانی داده‌های فصل گرم (آوریل تا سپتامبر) و فصل سرد (اکتبر تا مارس) از آزمون تی با دو نمونه مستقل[1] استفاده شد. این آزمون برای محاسبه فاصله اطمینان و یا آزمون فرضیه تفاوت میانگین دو نمونه مستقل استفاده می‌شود؛ به‌عبارت‌دیگر در این آزمون میانگین‌های به‌دست‌آمده از نمونه‌های تصادفی مورد قضاوت قرار می‌گیرند. بدین معنی که از دو جامعه مختلف (در اینجا فصل گرم و فصل سرد) نمونه‌هایی به‌طور

1 Independent-Samples T Test

تصادفی انتخاب (ایستگاه‌های ثبت فراوانی گردوغبار) و میانگین دو جامعه را با هم مقایسه می‌کنیم (منصورفر، ۱۳۸٤: ۲۰۱). با توجه به اینکه این روش بر پایه توزیع نرمال تی بوده و برای نمونه‌های کوچک نیز زمانی بهترین کاربرد را دارد که داده‌ها از توزیع نرمال یا نزدیک به نرمال برخوردار باشند (حبیب پور و صفری، ۱۳۹۰؛ ٥٤٦)؛ بنابراین در ابتدای امر بایستی نرمال بودن داده‌ها محاسبه گردد در پژوهش حاضر از آزمون کلموگروف –اسمیرنف[1] بهره گرفته شده است که نتایج آن در جدول ۱ آورده شده است.

جدول ۱ نتایج حاصل از آزمون کلموگروف-اسمیرنف برای میانگین فراوانی گردوغبار در ایستگاه‌ها

ایستگاه	تعداد	میانگین	انحراف معیار	تفاوت توزیع			آماره Z	سطح معناداری
				مطلق	مثبت	منفی		
اراک	۱۲	۲۸/۷٥	۲۰/۰۲۳	/۱۷۷	/۱۷۱	-/۱۷۷	/٦۱٥	/۸٤٤
اردبیل	۱۲	٥/٥۸	٤/۰۳۳	/۱٥٦	/۱٥٦	-/۱۳۷	/٥٤۰	/۹۳۳
ارومیه	۱۲	٦/۸۳	۷/۹٥۳	/۲۲۸	/۲۲۸	-/۱۹٥	/۷۹۱	/٥٥۹
اسلام آباد غرب	۱۲	۲٤/۳۳	۱۹/۸٤۲	/۱٦۳	/۱٦۳	-/۱۲۰	/٥٦٤	/۹۰۸
امیدیه	۱۲	۱۷۳/۹۲	۸۰/٤۸٥	/۱۳۲	/۱۳۲	-/۱۱۳	/٤٥۹	/۹۸٤
اهواز	۱۲	۱۱۸/٥۰	٥٥/۸۷۷	/۱۲۹	/۱۱٥	-/۱۲۹	/٤٤۸	/۹۸۸
ایلام	۱۲	۳۳/۱۷	۲۸/۷٤۳	/۱۷٥	/۱۷٥	-/۱۳۷	/٦۰۷	/۸٥٥
آبادان	۱۲	۱۰۷/٦۷	٦٦/۷٦٥	/۱۱۰	/۱۱۰	-/۰۹۲	/۳۸۱	/۹۹۹
پارس آباد	۱۲	٤/۳۳	۳/٥۷٦	/۲۰٤	/۲۰٤	-/۱۱۳	/۷۰٦	/۷۰۱
تبریز	۱۲	۲۹/۷٥	۲۱/٤۱۰	/۱۲٤	/۱۲٤	-/۱۱٥	/٤۲۹	/۹۹۳
خرم آباد	۱۲	۳٥/٥۰	۳۱/۸۱٦	/۱٥٦	/۱٥٦	-/۱٤٦	/٥٤۲	/۹۳۱
خرمدره	۱۲	۱۱/۷٥	۱۰/۰٤٦	/۱٤٦	/۱٤٦	-/۱۲۱	/٥۰٤	/۹٦۱
خوی	۱۲	۳/۸۳	۳/۰۱۰	/۲۲۹	/۲۲۹	-/۱۷۳	/۷۹۲	/٥٥٦
دزفول	۱۲	۱٥۰/٥۰	۹٤/۰٥۹	/۱٦۸	/۱٤۰	-/۱٦۸	/٥۸۲	/۸۸۷
دهلران	۱۲	۷٥/٥۸	٥۹/٤٥۹	/۱٥۸	/۱٥۸	-/۱۱۱	/٥٤۹	/۹۲٤
زنجان	۱۲	۷/۰۸	٦/۲۷۳	/۱۹۲	/۱۹۲	-/۱٦٦	/٦٦٥	/۷٦۹
سقز	۱۲	۱٥/۹۲	۱٥/٥۰۰	/۲٤۱	/۲٤۱	-/۱٦۸	/۸۳٦	/٤۸۷
سنندج	۱۲	۳٤/۳۳	۲۷/۱۰۰	/۱۸۰	/۱۷٦	-/۱۸۰	/٦۲۲	/۸۳۳
شهرکرد	۱۲	۱٦/٤۲	۱۲/۹٦٥	/۲۰٦	/۲۰٦	-/۱٥۰	/۷۱۳	/٦۹۰
قزوین	۱۲	۱٤/٤۲	۱۰/٤٥۷	/۱٦٤	/۱٦٤	-/۱۱۸	/٥٦۸	/۹۰٤
کرمانشاه	۱۲	٤۸/۲٥	۳۸/٤٥۹	/۱۷۷	/۱۷۷	-/۱٤۸	/٦۱٤	/۸٤٥
ماکو	۱۲	٥/٤۲	۳/۲٦۰	/۱۹۹	/۱٤۷	-/۱۹۹	/٦۹۰	/۷۲۸
میانه	۱۲	۳/۷٥	۳/۱۹٤	/۲۲۲	/۲۲۲	-/۱۹٥	/۷٦۹	/٥۹٥
همدان	۱۲	۲٦/۹۲	۲۰/۲۱٥	/۱٦٥	/۱٦٥	-/۱۰۹	/٥۷۲	/۸۹۹
همدان نوژه	۱۲	۱۱۲/۲٥	٥۹/۹٥۲	/۱۱۳	/۱۱۳	-/۰۹۹	/۳۹۲	/۹۹۸
یاسوج	۱۲	۱٦/٥۸	۱۳/۸٤۰	/۱۷۲	/۱۷۲	-/۱٦۳	/٥۹۷	/۸٦۸

با توجه به جدول ۱ مشخص می‌گردد که میانگین فراوانی گردوغبار در ایستگاه‌های مورد مطالعه طی سال‌های ۱۹۸۹ تا ۲۰۰۸ از توزیع نرمال برخوردار هستند.

1 One Sample Kolmogorov-Smirnov Test

بنابراین می‌توان از آزمون تی با دو نمونه مستقل برای بررسی تفاوت فراوانی گردوغبار در دو فصل گـرم و فصل سرد استفاده نمود. نتایج حاصل از آزمون تی با دو نمونه مستقل در جدول ۲ آورده شده است. بـرای تفسیر نتایج آزمون تی با دو نمونه مستقل ابتدا بایستی برابری یا عدم برابری واریانس فراوانـی گـردوغبـار در دو فصل گرم و سرد بررسی گردد آزمونی که برای این منظور بکار می‌رود آزمون لِون[1] است.

جدول ۲ نتایج حاصل از آزمون تی با دو نمونه مستقل، سلول تیره بیانگر تفاوت معنادار دو گروه می‌باشند.

ایستگاه	آزمون لون			آزمون T					
		آماره F	معناداری	آماره T	درجه آزادی	سطح معناداری	اختلاف میانگین	فاصله اطمینان ۹٥	
								حد پایین	حد بالا
اراک	برابری واریانسها	۰/۰۰	۱/۰۰	-۳/۲٥	۱۰	/۰۰۹	-۲۷/٥۰	-٤٦/۳۳	-۸/٦۷
اردبیل	برابری واریانسها	۰/۰۱	۰/۹۳	۱/۰۸	۱۰	/۳۰٥	۲/٥۰	-۲/٦٥	۷/٦٥
ارومیه	عدم برابری واریانسها	۸/۱۹	۰/۰۲	-۲/۳۲	٦/۰٥	/۰٥۹	-۹/۰۰	-۱۸/٤۹	۰/٤۹
اسلام آباد غرب	عدم برابری واریانسها	٥/۷٤	۰/۰٤	-٥/۳۲	٦/۹۰	/۰۰۱	-۳۲/٦۷	-٤۷/۲۲	-۱۸/۱۱
امیدیه	برابری واریانسها	۰/۲۲	۰/٦٥	-٤/٦٦	۱۰	/۰۰۱	-۱۲۷/٥۰	-۱۸۸/٥۰	-٦٦/٥۰
اهواز	برابری واریانسها	۰/۹۲	۰/۳٦	-٥/۱۱	۱۰	/۰۰۰	-۹۱/۰۰	-۱۳۰/٦٥	-٥۱/۳٥
ایلام	برابری واریانسها	۳/٥٥	۰/۰۹	-٤/۱۲	۱۰	/۰۰۲	-٤۳/٦۷	-٦۷/۲۷	-۲۰/۰٦
آبادان	برابری واریانسها	۱/۲۹	۰/۲۸	-٥/۱۰	۱۰	/۰۰۰	-۱۰۸/٦۷	-۱٥٦/۱۲	-٦۱/۲۱
پارس آباد	برابری واریانسها	٤/٤٤	۰/۰٦	-٤/٦٦	۱۰	/۰۰۱	-٥/٦۷	-۸/۳۸	-۲/۹٦
تبریز	برابری واریانسها	۱/۱۸	۰/۳۰	-۳/٦۱	۱۰	/۰۰٥	-۳۰/۸۳	-٤۹/۸۷	-۱۱/۸۰
خرم آباد	برابری واریانسها	۲/٤۲	۰/۱٥	-۳/٦٤	۱۰	/۰۰٥	-٤٦/۰۰	-۷٤/۱٥	-۱۷/۸٥
خرمدره	برابری واریانسها	۱/۹۹	۰/۱۹	-۳/۱۱	۱۰	/۰۱۱	-۱۳/٥۰	-۲۳/۱٦	-۳/۸٤
خوی	برابری واریانسها	۱/۸۷	۰/۲۰	-۲/۲٤	۱۰	/۰٤۹	-۳/۳۳	-٦/٦٥	-۰/۰۲
دزفول	برابری واریانسها	۰/۹۰	۰/۳٦	-٥/۲۱	۱۰	/۰۰۰	-۱٥٤/۰۰	-۲۱۹/۸۱	-۸۸/۱۹
دهلران	برابری واریانسها	۰/۱۳	۰/۷۲	-٥/۳۸	۱۰	/۰۰۰	-۹۸/۱۷	-۱۳۸/۸۰	-٥۷/٥۳
زنجان	عدم برابری واریانسها	٦/٦۳	۰/۰۳	-۲/۳٥	۷/٦۲	/۰٤۸	-۷/۱۷	-۱٤/۲٦	-۰/۰۷
سقز	عدم برابری واریانسها	۷/۳۳	۰/۰۲	-٤/۱۰	٦/۳۷	/۰۰٦	-۲۳/٥۰	-۳۷/۳۳	-۹/٦۷
سنندج	برابری واریانسها	۳/۱٦	۰/۱۱	-٤/۱۷	۱۰	/۰۰۲	-٤۱/۳۳	-٦۳/٤٤	-۱۹/۲۳
شهرکرد	برابری واریانسها	۱/۲۰	۰/۳۰	-۳/۰۳	۱۰	/۰۱۳	-۱۷/۱۷	-۲۹/۸۰	-٤/٥۳
قزوین	برابری واریانسها	۰/۱۳	۰/۷۳	-۳/۱۷	۱۰	/۰۱۰	-۱٤/۱۷	-۲٤/۱٤	-٤/۲۰
کرمانشاه	برابری واریانسها	۰/٥٦	۰/٤۷	-٤/۸۹	۱۰	/۰۰۱	-٦۱/۸۳	-۹۰/۰۲	-۳۳/٦٥
ماکو	برابری واریانسها	۰/۰۰	۱/۰۰	-۲/۸۳	۱۰	/۰۱۸	-٤/۱۷	-۷/٤٤	-۰/۸۹
میانه	برابری واریانسها	۱/٤۰	۰/۲٦	-۱/۹۱	۱۰	/۰۸٥	-۳/۱۷	-٦/۸٥	۰/٥۲
همدان	برابری واریانسها	۲/٦٥	۰/۱۳	-۳/٦۲	۱۰	/۰۰٥	-۲۹/۱۷	-٤۷/۱۰	-۱۱/۲٤
همدان نوژه	برابری واریانسها	۰/۰۱	۰/۹٤	-٤/۲٦	۱۰	/۰۰۲	-۹۲/۱۷	-۱٤۰/۳۹	-٤۳/۹٤
یاسوج	برابری واریانسها	۳/۱۰	۰/۱۱	-۲/٦۹	۱۰	/۰۲۳	-۱۷/۱۷	-۳۱/۳۹	-۲/۹٤

1 Leven

در این آزمون، ابتدا روی فراوانی گردوغبار در هر دو فصل گرم و سرد تبدیلی به‌صورت $r_{ij} = (Y_{ij} - Y_{.j})$ انجام می‌گیرد و بدین طریق داده‌های جدیدی برای هریک از دو گروه محاسبه می‌شود. پس‌ازآن، روی این داده‌های جدید آزمون تی صورت می‌گیرد. در واقع داده‌های جدید مربوط به هر گروه، بیانگر پراکندگی نمرات در آن گروه است. اجرای آزمون تی با دو نمونه مستقل روی این دو دسته از نمرات جدید، یکسان بودن پراکندگی نمرات دو گروه را بیان می‌دارد (سرمد، ۱۳۸٤: ٤٤).

چنانچه سطح معناداری آزمون لِون از ۰/۰٥ بزرگ‌تر باشد، در آن صورت فرض برابری واریانس دو گروه را می‌پذیریم اما چنانچه سطح معناداری این آزمون از ۰/۰٥ کوچک‌تر باشد، در آن صورت فرض عدم برابری واریانس دو گروه را خواهیم پذیرفت. نتایج این آزمون در ستون مربوط به آزمون لون در جدول ۲ آورده شده است.

بعد از بررسی برابری واریانس در دو گروه می‌توان نتایج حاصل از آزمون تی با دو نمونه مستقل را تفسیر کرد، همان‌گونه که در جدول ۲ نشان داده شده است در تمام ایستگاه‌ها به‌غیراز ایستگاه‌های اردبیل، ارومیه و میانه تفاوت معناداری بین فراوانی وقوع گردوغبار در فصل گرم و فصل سرد وجود دارد، علاوه براین همان‌گونه که در ستون آخر جدول ۲ آورده شده است، اختلاف میانگین در سطح اطمینان ۹٥ درصد کمتر از صفر است که این نتیجه بیانگر آن است که میانگین فراوانی گردوغبار در فصل سرد کمتر از فصل گرم است و این تفاوت در سطح ۹٥ درصد معنادار است.

٤-۱. تحلیل همدیدی رخداد گردوغبار

جدول۳ زمان رخداد گردوغبارهای مهم سال‌های ۲۰۰۰ تا ۲۰۱۰

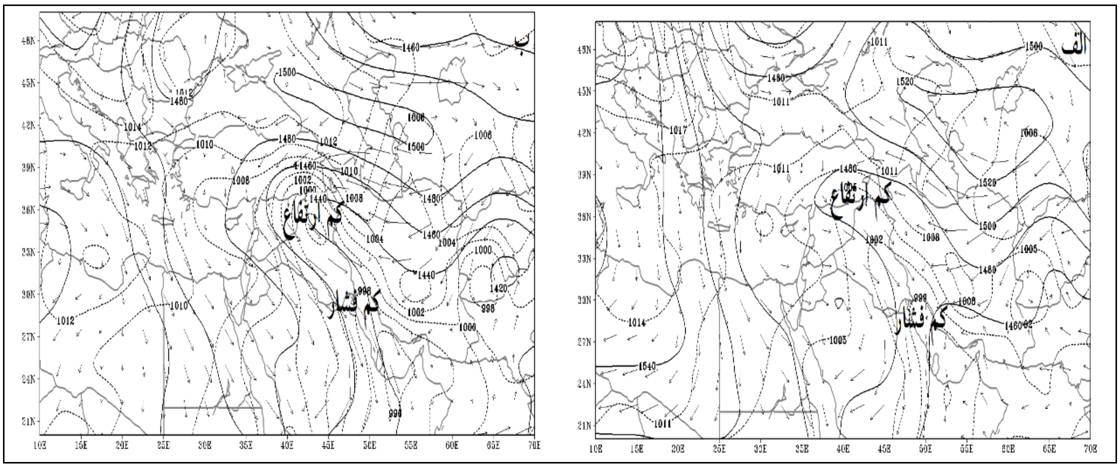
۲۰۰۰/۰۹/۱	۲۰۰٥/۰٦/۷	۲۰۰۸/۰۲/۲۰	۲۰۰۹/۰٥/٦
۲۰۰۲/۰۳/۲۰	۲۰۰٥/۰۸/۱۰	۲۰۰۸/۰۳/۱٤	۲۰۰۹/۰٦/٦
۲۰۰۳/۰۳/۲۷	۲۰۰٦/۰۱/۲۲	۲۰۰۸/۰٤/۱۹	۲۰۰۹/۰٦/۱۸
۲۰۰۳/۰٤/۱۷	۲۰۰۷/۰۲/٥	۲۰۰۸/۰٥/۸	۲۰۰۹/۰۷/٥
۲۰۰۳/۰٥/۲۸	۲۰۰۷/۰۳/۲	۲۰۰۸/۰٦/۷	۲۰۰۹/۰۷/٥
۲۰۰۳/۰٦/۱٤	۲۰۰۷/۰٥/۱۸	۲۰۰۸/۰۷/۱	۲۰۰۹/۰۸/۱٥
۲۰۰٤/۰٤/۱۷	۲۰۰۷/۰۷/۱۸	۲۰۰۸/۰۸/۲	۲۰۱۰/۰۱/۲٥
۲۰۰٤/۰٥/۱٤	۲۰۰۷/۰۹/۹	۲۰۰۸/۰۹/۱۸	۲۰۱۰/۰٦/۷
۲۰۰٥/۰۱/٦	۲۰۰۷/۱۰/۱۰	۲۰۰۹/۰۳/۱٥	۲۰۱۰/۰٦/۲٤
۲۰۰٥/۰۱/۲٥	۲۰۰۸/۰۲/۲	۲۰۰۹/۰٤/۱۷	۲۰۱۰/۰۷/۲۲

جهت تحلیل همدیدی رخداد گردوغبار در غرب کشور، روزهای رخـداد گردوغبـار در ایـران از سـایت نظاره‌گر زمین[1] مربوط به سازمان فضایی و هوانـوردی ملـی آمریکـا[2] طـی ۱۱ سـال اخیـر (۲۰۰۰ تـا ۲۰۱۰) گردآوری شدند. (جدول ۳).

با توجه به تفاوت معنادار فراوانی رخداد گردوغبار در غرب ایران، تحلیل همدیدی براساس فصل گـرم و فصل سرد مورد توجه قرار گرفت.

٤-۱-۱. تحلیل همدیدی گردوغبارهای فصل گرم

بـا بررسـی نقشـه‌هـای فشـار سـطح زمـین و ارتفـاع ژئوپتانسـیل، سـرعت و جهـت بـاد در سـطح ۸۵۰ هکتوپاسکالی طی فصل گرمِ تاریخ‌های گزارش‌شده در جدول ۳ مشخص شد که در تمام موارد یک کم فشار در سطح زمین واقع در غرب ایران یعنی منطبق بر کانون‌های گردوغبار (موسوم بـه کـم فشـار عمـان–خلـیج فارس که به‌صورت زبانـه‌ای از کـم فشـار موسـمی هنـد مشـاهده مـی‌شـود) شـکل‌گرفتـه و در سـطح ۸۵۰ هکتوپاسکالی نیز یک کم ارتفاع در شمال، غرب و شمال غـرب ایـران مشـاهده مـی‌شـود کـه سـبب انتقـال گردوغبار به نواحی غربی ایران می‌گردد (شکل ۳).



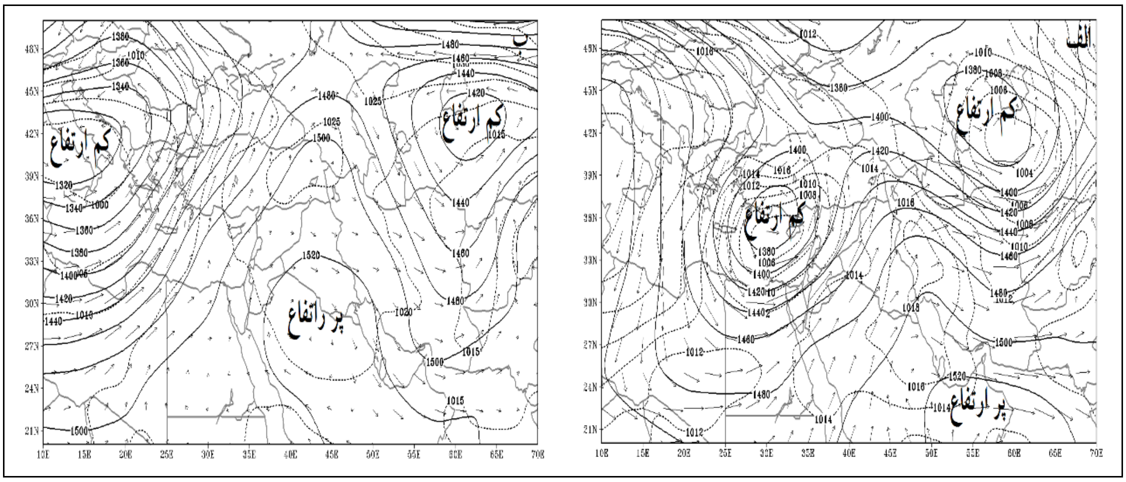
شکل ۳ رخداد گردوغبار ۷ جولای ۲۰۱۰ (الف) و ۱۷ آوریل ۲۰۰٤ (ب)، پس زمینه فشار سطح دریا، (ه.پ) به همراه هم ارتفاع ژئوپتانسیل متر و بردارهای سرعت و بردار باد (متر بر ثانیه) در ۸۵۰ ه.پ.

٤-۱-۲. تحلیل همدیدی گردوغبارهای فصل سرد

بررسی نقشه‌های فشار سطح زمین و ارتفاع ژئوپتانسیل، سرعت و جهت باد در سطح ۸۵۰ هکتوپاسـکالی طی فصل سردِ تاریخ‌های گزارش شده در جـدول ۳ مشـخص شـد کـه الگـوی همدیـدی منجـر بـه رخـداد گردوغبار برخلاف فصل گرم که برای تمام نمونه‌ها ثابت بود از شرایط مختلفی منتج می‌شوند. واکـاوی تمـام

1 Earth Observatory, http://earthobservatory.nasa.gov/
2 NASA (National Aeronautics and Space Administration)

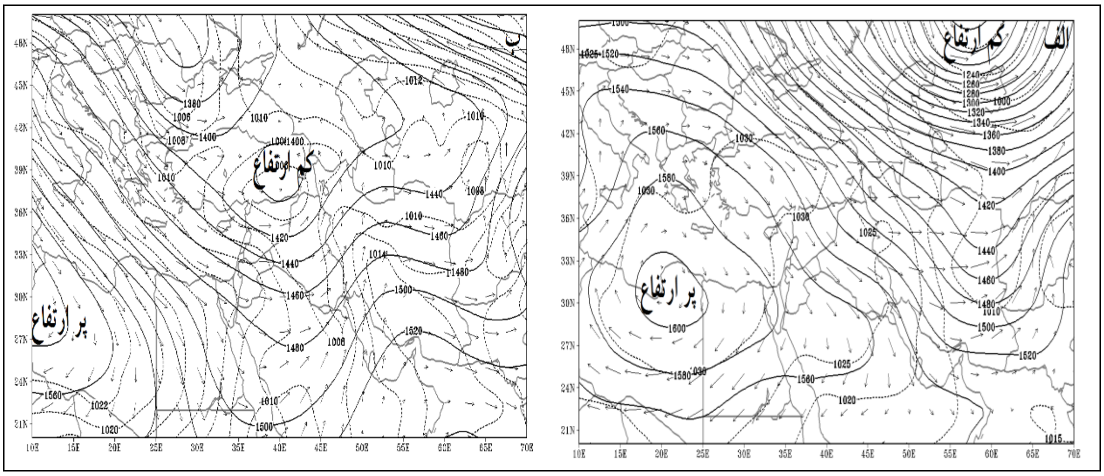
نمونه‌های گردآوری شده در جدول ۳ نشان داد که وقوع گردوغبار در فصل سرد بیشتر تابع شرایط سطح ۸۵۰ هکتوپاسکالی تا سطح زمین است. واکاوی نقشه‌های همدید تراز ۸۵۰ میلی‌باری مشخص می‌سازد که در تمامی موارد یک کم ارتفاع در شمال و یک پر ارتفاع (واچرخند عربستان) در جنوب قرار دارد. در بخش غربی این دو سلول تحت تأثیر شرایط همدید ممکن است یک سلول کم‌ارتفاع (به‌صورت سردچال جوی) و یا یک سلول پرارتفاع (پرفشار جنب حاره) مشاهده شود؛ بنابراین دو حالت کلی را می‌توان شناسایی کرد.



شکل ٤ رخداد گردوغبار ۵ فوریه ۲۰۰۷ (الف) و ۲۵ ژانویه ۲۰۰۵ (ب)، پس زمینه نقشه فشار سطح دریا (ه.پ)، به همراه هم ارتفاع ژئوپتانسیل متر و بردارهای سرعت و بردار باد (متر بر ثانیه) در ۸۵۰ ه.پ (الگوی ۱).

الگوی (۱)، کم ارتفاع، پرارتفاع و کم ارتفاع، در این الگو قرارگیری یک سلول کم ارتفاع در شمال شرق یا شمال غرب ایران که غالباً منطبق بر سلول کم فشار سطح است و استقرار پرارتفاع در جنوب یا جنوب غرب ایران سبب ورود گردوغبار به ایران می‌گردد. در این الگو یک سلول کم ارتفاع نیز در امتداد دریای مدیترانه و یا مجاورت آن شکل می‌گیرد که جریان‌های جنوب غربی را سبب می‌شود و بسته به موقعیت مکانی آن می‌تواند سبب برداشت گردوغبار از کانون‌های گردوغبار در سطح زمین گردد (شکل ٤).

الگوی (۲)، کم ارتفاع، پرارتفاع و پر ارتفاع، در این الگو قرارگیری یک سلول کم ارتفاع در شمال شرق یا شمال غرب ایران که غالباً منطبق بر سلول کم فشار سطح است و استقرار پر ارتفاع در جنوب یا جنوب غرب ایران سبب ورود گردوغبار به ایران می‌گردد. در این الگو یک سلول پر ارتفاع نیز روی شمال آفریقا شکل می‌گیرد که سبب تقویت جریان‌های غربی و شمال غربی می‌گردد (شکل ۵).



شکل ۵ رخداد گردوغبار ۲۰ فوریه ۲۰۰۸ (الف) و ۲۰ مارس ۲۰۰۲ (ب) پس زمینه فشار سطح دریا (ه.پ)، به همراه هم ارتفاع ژئوپتانسیل متر و بردارهای سرعت و بردار باد (متر بر ثانیه) در ۸۵۰ ه.پ. (الگوی ۲).

۵. نتیجه‌گیری

یافته‌های پژوهش نشان می‌دهد که فراوانی گردوغبار در فصل گرم به‌مراتب بیشتر از فصل سرد است چنانکه در سایر مطالعات مشابه نیز به آن اشاره‌کرده‌اند (زراسوندی و همکاران[1]، ۲۰۱۱؛ فرج زاده و علیزاده، ۱۳۹۰؛ مهرشاهی و نکونام، ۱۳۸۸؛ امیدوار و نکونام،۱۳۹۰؛ دادفر و همکاران، ۱۳۹۰) و این اختلاف در سطح اطمینان ۹۵ درصد معنادار است. این اختلاف معنادار ناشی از سیستم‌های بوجودآورندهٔ آن‌ها و ویژگی‌های سطح زمین طی فصل گرم و سرد می‌باشد در این رابطه عزیزی و همکاران (۱۳۹۱: ۱۳۲) فرایندهای ترمودینامیکی در فصل گرم و فرایندهای دینامیکی در فصل سرد را مهم‌ترین عامل در شکل‌گیری و انتقال گردوغبار به نیمه غربی کشور بیان کرده‌اند که نتایج تحقیق حاضر نیز ایجاد گردوغبار در فصل گرم را مرتبط با استقرار کم فشار حرارتی در سطح زمین و کم ارتفاع تراز ۸۵۰ میلی‌باری در غرب و شمال غرب ایران می‌داند پژوهش انجام گرفته توسط میهن‌پرست و همکاران (۱۳۸۸)، کریمی و شکوهی (۱۳۹۰)، شمسی‌پور و صفرراد (۱۳۹۱) و رنجبر و عزیزی (۱۳۹۱) نیز همین ویژگی را بیان می‌دارد درحالی‌که رخداد گردوغبار در فصل سرد ناشی از کاهش مقدار بارش این فصل نسبت به میانگین بلندمدت آن و تحت تأثیر شرایط سینوپتیکی تراز فوقانی جو می‌باشد. می‌توان چنین اظهار کرد که طی فصل سرد هرچند شرایط ناپایداری بیشتر از فصل گرم است اما رطوبت موجود در سطح زمین و هوا، مانع شکل‌گیری گردوغبار می‌گردد. الگوهای همدیدی ایجادکننده گردوغبار در فصل سرد به دلیل تنوع سیستم‌های فشاری که ایران را تحت تأثیر قرار می‌دهد از تنوع بیشتری برخوردار هستند که می‌توان ۲ الگوی کلی را شناسایی کرد. این دو الگو براساس استقرار یک کم ارتفاع یا پر

1Zarasvandi

ارتفاع در سمت غربِ کم‌ارتفاع شمالی و پرارتفاع جنوبی قابل تفکیک هستند. کم‌ارتفاع شمالی در شمال غرب یا شمال شرق ایران استقرار می‌یابد. طی فصل گرم با وجود استقرار پرفشار جنب حاره روی ایران، تشکیل کم فشار حرارتی روی کانون‌های گردوغبار (شرق مناطق شماره ۱، ۲ و ۳ در شکل ۲) و استقرار یک کم ارتفاع در تراز ۸۵۰ روی آن سبب همگرایی جریان هوا در سطح زمین و متعاقباً برداشت ذرات خاک می‌گردد که همراه جریان‌های غربی وارد غرب کشور می‌شود.

کتابنامه

امیدوار، کمال؛ ۱۳۸۵. بررسی و تحلیل سینوپتیکی طوفان‌های ماسه در دشت یزد- اردکان. فصلنامه تحقیقات جغرافیایی. شماره ۲. ۵۸-۴۳.

امیدوار، کمال؛ نکونام، زری؛ ۱۳۹۰. کاربرد گلباد و گل‌غبار در تحلیل پدیده گردوخاک و تعیین رژیم فصلی بادهای همراه با این پدیده (مطالعه موردی: شهر سبزوار. پژوهش‌های جغرافیای طبیعی. شماره ۷۶. صص۱۰۴-۸۵ تهران.

امیدوار، کمال؛ ۱۳۹۰. مخاطرات طبیعی. یزد: انتشارات دانشگاه یزد.

براتی، غلامرضا؛ لشکری، حسن؛ کرمی، فریبا؛ ۱۳۹۰. نقش همگرایی سامانه‌های فشار بر رخداد توفان‌های غباری استان خوزستان. جغرافیا و توسعه. شماره ۲۲. ۵۶-۳۹. زاهدان.

حبیب پور، کرم؛ صفری، رضا؛ ۱۳۹۰. راهنمای جامع کاربرد SPSS در تحقیقات پیمایشی (تحلیل داده‌های کمی). چاپ چهارم. نشر لویه.

خوش کیش، اسدالله؛ علیجانی، بهلول؛ حجازی زاده، زهرا؛ ۱۳۹۰. تحلیل سینوپتیکی سامانه‌های گردوغبار در استان لرستان. نشریه تحقیقات کاربردی علوم جغرافیایی. جلد ۱۸. شماره ۲۱. ۱۱۰-۹۱. تهران.

دادفر، صمد؛ اختصاصی، محمدرضا؛ شاه بندری، راضیه؛ کامرانی، فروغ؛ ۱۳۹۰. تحلیل طوفان‌های گردوغبار با استفاده از ترسیم گلباد و گل طوفان مطالعه موردی: استان قزوین، اصفهان، هفتمین همایش ملی علوم و مهندسی آبخیزداری ایران.

ذوالفقاری، حسن؛ عابدزاده، حیدر؛ ۱۳۸٤. تحلیل سینوپتیک سیستم‌های گردوغبار در غرب ایران. جغرافیا و توسعه. ٦. ۱۸۸-۱۷۳. زاهدان.

ذوالفقاری، حسن؛ معصوم پورسماکوش، جعفر؛ شایگان مهر، شاپور؛ احمدی، محمد؛ ۱۳۹۰. بررسی همدید توفان‌های گردوغبار در مناطق غربی ایران طی سال‌های ۱۳۸٤ تا ۱۳۸۸ (مطالعه موردی: موج فراگیر تیر ماه ۱۳۸۸). جغرافیا و برنامه‌ریزی محیطی. ٤۳. ۳٤-۱۷. اصفهان.

ذوالفقاری، مرتضی؛ هاشمی، محمدناصر؛ ۱۳۸۹. بررسی سینوپتیکی و دینامیکی گردوغبار مورخه چهاردهم تا هفدهم تیرماه ۱۳۸۸ کشور. یزد: دومین همایش ملی فرسایش بادی.

رنجبر سعادت‌آبادی، عباس؛ عزیزی، قاسم؛ ۱۳۹۱. مطالعهٔ الگوهای هواشناسی، شناسایی چشمه‌های تولید گردوغبار و مسیر حرکت ذرّات معلّق برای طوفان جولای ۲۰۰۹. پژوهش‌های جغرافیای طبیعی. شماره ۸۱. ۹۲-۷۳. تهران.

سرمد، زهره؛ ۱۳۸٤. آمار استنباطی (گزیده‌ای از تحلیل‌های آماری تک متغیری). انتشارات سمت. تهران.

شمسی‌پور، علی‌اکبر؛ صفرراد، طاهر؛ ۱۳۹۱. تحلیلِ ماهواره‌ای – همدیدی پدیدهٔ گردوغبار (گردوغبار تیرماه ۱۳۸۸). پژوهش‌های جغرافیایی طبیعی. شماره ۷۹. ۱۲٦-۱۱۱. تهران.

طاووسی، تقی؛ خسروی، محمود؛ رییس پور، کوهزاد؛ ۱۳۸۹. تحلیل همدیدی سامانه‌های گردوغباری در استان خوزستان. جغرافیا و توسعه. ۲۰. ۱۱۸-۹۷. زاهدان.

عزیزی، قاسم؛ شمسی‌پور، علی‌اکبر؛ میری، مرتضی؛ صفرراد، طاهر؛ ۱۳۹۱. تحلیل آماری-همدیدی پدیده گردوغبار در نیمه غربی ایران. محیط‌شناسی. سال سی و هشتم. شماره ۳. صص ۱۲۳-۱۳٤. تهران.

فرج زاده اصل، منوچهر؛ علیزاده، خاطره؛ ۱۳۹۰. تحلیل زمانی و مکانی طوفان‌های گردوخاک در ایران، مدرس علوم انسانی - برنامه‌ریزی و آمایش فضا. دوره پانزدهم. شماره ۱. صص ۸٤-٦٥. تهران.

کریمی، مصطفی؛ شکوهی، کامیار؛ ۱۳۹۰. اندرکنش گردش جو و پوشش سطح زمین در سازوکار تشکیل و گسترش توفان‌های گردوغبار تابستانهٔ خاورمیانه (گردوغبار تیرماه ۱۳۸۸). پژوهش‌های جغرافیایی طبیعی. شماره ۷۸. صص ۱۱۳-۱۳۰. تهران.

گندمکار، امیر؛ ۱۳۸۸. بررسی همدید انرژی باد در منطقه سیستان (ایستگاه زابل). فضای جغرافیایی. ۲۷. صص ۱۸۰-۱٦۱. اهر.

محمدی مرادیان، جمیله؛ حسین زاده، سید رضا؛ ۱۳۹٤. پایش ماهواره‌ای و تحلیل همدید پدیدهٔ گردوغبار در کلان‌شهر مشهد طی دوره آماری ۲۰۱۳-۲۰۰۹. نشریه جغرافیا و مخاطرات محیطی. ٤ (۱٤): ۳۵-۵۷.

ملکوتی، حسین؛ بابا حسینی، سمیرا؛ ۱۳۹۳. مطالعه عددی شکل‌گیری و تکامل یک توفان گردوغبار سنگین در منطقه خاورمیانه. نشریه جغرافیا و مخاطرات محیطی. ۳ (۱۲): ۵۳-٦۵.

منصورفر، کریم؛ ۱۳۸٤. روش‌های آماری. چاپ هفتم. چاپ تهران. انتشارات دانشگاه تهران.

میهن‌پرست، مجتبی؛ رنجبر سعادت‌آبادی، عباس؛ مشکوتی، امیرحسین؛ ۱۳۸۸. مطالعه نقش گرادیان فشاری و ناوه ۸۵۰ هکتوپاسکالی در ایجاد و انتقال پدیده گردوغبار تابستانی نیمه غربی کشور. تهران. دوازدهمین کنفرانس دینامیک شاره‌ها.

نوحه‌گر، احمد؛ خورانی، اسداله؛ تمسکی، احسان؛ ۱۳۹۲. تحلیل اقلیمی گردوغبار معلق در ایستگاه هواشناسی سرپُل ذهاب (۲۰۰۹ - ۱۹۸٦). نشریه جغرافیا و مخاطرات محیطی. ۲ (٦): ۸۹-۱۰۲.

Barkan, J., & Pinhas, A. (2010). Synoptic analysis of a rare event of Saharan dust reaching the Arctic region. *Royal Meteorological Society*, *65*(8), 208-2011.

El-Askary H., Agarwal A., El-Ghazawi T., Kafatos M., and Le-Moigne J. (2005), Enhancing dust storm detection using PCA based data fusion, IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium IGARSS2005, Seoul, Korea, July2005.

Hamish, A., Grant, M., Tanish, A., Sturman, P., & Zavatar, P. (2001). Inter-regional transport of Australian Duststorm. Soil erosion research for the 21th century. Proceeding of int. symp., Honolulu. HI. USA.

Mao, R., Ho, C. H., Shao, Y., Gong, D. Y., & Kim, J. (2011). Influence of Arctic oscillation on dust activity over northeast Asia. *Atmospheric environment, 45*(2), 326-337.

Prospero, J. M., Ginoux, P., Torres, O., Nicholson, S. E., & Gill, T. E. (2002). Environmental characterization of global sources of atmospheric soil dust identified with the Nimbus 7 Total Ozone Mapping Spectrometer (TOMS) absorbing aerosol product. Reviews of geophysics, 40(1).

Qian, W., Quan, L., & Shi, S. (2002). Variations of the dust storm in China and its climatic control. *Journal of Climate*, *15*(10), 1216-1229.

Rashki, A., Kaskaoutis, D. G., Eriksson, P. G., Qiang, M., & Gupta, P. (2012). Dust storms and their horizontal dust loading in the Sistan region, Iran. *Aeolian Research, 5,* 51-62.

Smirnov, V. V., Johnson, T. C., Krapivtseva, G. M., Krivchikova, T. V., & Shukurov, A. H. (1993). Synoptic meteorological conditions during the USSR/US dust experiment in Tadzhikistan in September 1989. *Atmospheric Environment. Part A. General Topics*, *27*(16), 2471-2479.

Wu, L. (2007). Impact of Saharan air layer on hurricane peak intensity. *Geophysical research letters, 34*(9).

Yang, Y. Q., Hou, Q., Zhou, C. H., Liu, H. L., Wang, Y. Q., & Niu, T. (2007). Sand/dust storms over ﺪortheast Asia and associated large-scale circulations in spring 2006. *Atmospheric Chemistry and Physics Discussions, 7*(3), 9259-9281.

Zarasvandi, A., Carranza, E. J. M., Moore, F., & Rastmanesh, F. (2011). Spatio-temporal occurrences and mineralogical–geochemical characteristics of airborne dusts in Khuzestan Province (southwestern Iran). *Journal of Geochemical Exploration, 111*(3), 138-151.